Überreicht von den Verfassern.

Geologische Nachlese.

Von

Albert Heim.

Nr. 25.

Die Juramulde im Aarmassiv bei Fernigen (Uri).

(Mit 3 Textfiguren und 4 Tafeln.)

Von

Albert und Arnold Heim.

Sonderabdruck aus Jahrgang 61 (1916) der
Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich.

Ausgegeben am 31. Oktober 1916.

ZÜRICH
Druck von Zürcher & Furrer
1916.

Geologische Nachlese. Nr. 25.

Von

ALBERT HEIM.

(Als Manuskript eingegangen am 20. August 1916.)

Die Juramulde im Aarmassiv bei Fernigen (Uri).

(Mit 3 Textfiguren und 4 Tafeln)

Von

ALBERT UND ARNOLD HEIM.

1. Bisherige Beobachtungen.

(Von Albert Heim.)

Hans Conrad Escher v. d. Linth kannte den „Urkalk" im Meiental mitten in den Urgesteinen. Lusser sah ihn 1817 und besprach ihn 1829. Arnold Escher v. d. Linth erkannte 1845 darin bei Fernigen gestreckte in Stücke zerrissene Belemniten und verschiedene Gesteine von jurassischem Alter. Albrecht Müller gibt in den Verhandlungen der Naturf. Gesellschaft Basel 1871, 3. Heft eine sehr unzulängliche Skizze der „Einlagerung von Jurakalk im Gneiss des Meientales bei Fernigen", sodann eine gute Beschreibung, in welcher er die Mannigfaltigkeit und die Ähnlichkeit der Gesteine mit denen von Oberkäseren (Windgälle) mit Recht hervorhebt und ihre Zugehörigkeit zu Dogger und Malm erkennt. Den sericitischen Doggersandstein hielt er für einen petrographisch regional-metamorphen Übergang von Gneiss nach Kalkstein. Alb. Heim gab 1878 im „Mechanismus der Gebirgsbildung" Abbildungen gestreckter Belemniten von Fernigen und mikroskopierte den gestreckten Malmkalk. 1880 zeichnete Baltzer („Beiträge" Lfg. 20) eine Profilansicht vom Kalk des Blauberg und von Fernigen. Auch er sah nur im SE-Schenkel des letzteren die „Zwischenbildungen", im NE-Schenkel und unter der Felswand aber nicht. Ebenso bezieht sich die Profilskizze von C. Schmidt im schweizerischen „Livret guide géologique" 1894 nur auf die SE-Flanke und den oberen Teil der Kalkfelswand. Er gibt für die SE-Flanke das Profil kurz an und notiert darin besonders zwischen Eisenoolith und Schiltschichten eine „nur 20 bis 25 cm mächtige Schicht eines grünen albitführenden

Chloritschiefers, der in grosser Menge Belemnites calloviensis Opp. enthält". Er stellt die Schicht ins „untere Oxford". Im gleichen Jahre erschien eine Darstellung des Ferniger Kalkkeiles von C. Mösch in den „Beiträgen", Lfg. 24, III. Mösch fand auch Ammoniten und andere zur Unbestimmbarkeit deformierte Petrefakten. Er bestätigte das Vorkommen verschiedener Stufen des Dogger und des Malm, nahm dann aber anscheinend die Arkosen und Sericitschiefer für Lias und gab von der rechten (NW-)Flanke eine gegliederte Liasserie von 200 m Mächtigkeit an. Davon ist rein nichts vorhanden. Mösch findet ferner Symmetrie des S-Schenkels und des N-Schenkels der Mulde. Hierin hat er grösstenteils recht — mit Ausnahme des erfundenen Lias. Auch zeichnet Mösch die Mulde als sich unten noch über dem Talboden schliessend. Er ist der erste, der den Dogger am Fusse der Kalkwand gefunden hat. Freilich ist dies nur für den nördlichen Teil richtig — mit dem südlichen Teil sticht sie in unbekannte Tiefe unter den Talboden hinab. Auch später ist der „Kalkkeil von Fernigen" noch oft von Geologen besucht worden, ohne dass darüber Näheres berichtet wird.

Alle diese bisherigen Darstellungen in Wort und Bild sind tektonisch wie stratigraphisch ungenügend und der Bedeutung des merkwürdigen Vorkommnisses nicht angemessen. Ich unternahm deshalb im Juli 1916 zusammen mit meinem Sohne Dr. Arnold Heim eine nähere Untersuchung. Die nachfolgenden Mitteilungen sind das Resultat unserer gemeinsamen Begehung.

Der „Kalkkeil von Fernigen" ist damit für die Geologie der Schweiz noch nicht endgültig erledigt, vielmehr weist auch unsere Untersuchung auf das hin, was noch fehlt: vor allem eine analoge, noch genauere Untersuchung der östlichen und westlichen Verlängerung und eine genauere Prüfung des Profiles der kristallinen Schiefer, in welchem der Kalkkeil eingewickelt liegt.

2. Gestalt und Lagerung.

(Von Albert Heim.)

Zunächst geben wir (Taf. IX) eine Profilansicht von der nordöstlichen Talseite aus gesehen. Was die Zeichnung deutlich sagt, brauchen wir nicht mehr in Worte zu fassen. Die Kalkmasse von Fernigen ist am südlichen Talgehänge ½ km hinter dem Dörfchen auf den ersten Blick schon aus der Entfernung durch ihre helle Farbe und geringere Bewachsung sichtbar. Den tiefsten Teil im Talwege verhüllen Schutthalden, indessen auch am Sustenpassweg an der Nordseite des Baches sah man zeitweise den Kalk, Dogger und Malm entblösst, nach Baltzer auf 15 Schritt Länge. Die rundliche Kalkmasse wird an ihrer

Front von zwei steilen Gehängefurchen eingefasst. Sie ist entblösst von zirka 1560 m Meerhöhe bis zirka 1800 m und erstreckt sich dann gegen WSW noch viel höher hinauf. Ihre vordere Breite am Talabhang misst an der mächtigsten Stelle etwa 250 m. Diese Kalkmasse liegt eingeklemmt in die Zone II des Aarmassives, das ist die Zone der Sericitgneisse und Sericitschiefer mit mannigfaltigen Einlagerungen gequetschter Eruptiva. Südlich der Kalkmasse liegen zunächst weisse Sericitschiefer und Sericitgneisse, dann Biotitgneisse und Amphibolite an; unter der Kalkmasse und nördlich daneben schlugen wir Sericitfels vom Charakter der gequetschten Quarzporphyre (Carbon?), weiter nördlich folgen Sericitgneisse, Chloritgneisse und Biotitgneisse. Ein näheres Studium der den Kalkkeil von Fernigen einschliessenden kristallinen Schiefer fehlt noch. So viel aber scheint mir festzustehen, dass der Kalkkeil von Fernigen keineswegs „zwischen Aarmassiv und Erstfeldermassiv“ liegt, sondern noch ganz innerhalb der Sericitschieferzone des Aarmassives südlich des Erstfeldergneisses. Die umgebenden Aarmassivgipfel erreichen 3400 m Höhe, die Kalkeinlagerung greift unter 1450 m hinab; das ist wohl über 3000 m unter der ursprünglichen Massivhöhe an dieser Stelle.

Die nordwestliche (im Bilde rechtseitige) Hälfte der Kalkmasse erreicht den Talboden nicht mehr ganz. Dort liegt der Kalk im unteren Teil zirka 45°, aufwärts um 60° gegen SSE fallend etwas diskordant auf den Sericitgesteinen, die ihrerseits recht einförmig etwa 80° Neigung behalten. An beiden Flanken schmiegt sich in mittlerer Höhe die Kalkmasse den kristallinen Schiefern konkordant an. Höher oben sind die Aufschlüsse ungenügend, um die gegenseitige Lagerung sicher bestimmen zu können.

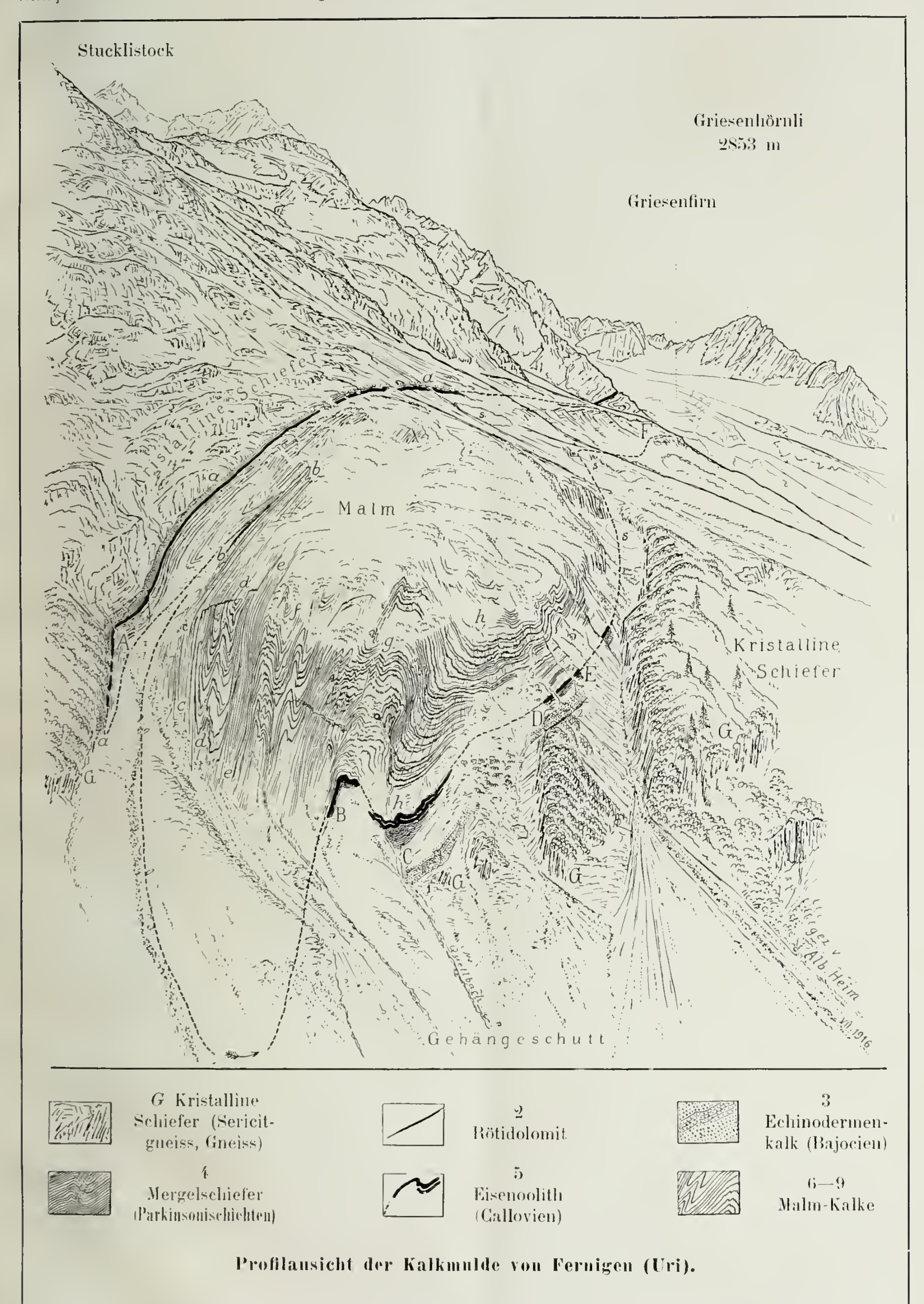
Die Kalkschichten sind innerhalb des Paketes in 8—10 kleinere, zum Teil spitzwinklig umgekrümmte Falten zusammengedrängt. Die Mehrzahl derselben ist nur im Malmkalk sichtbar. Einzig die breitere nördliche (von vorn gesehen rechtsseitige) Falte ist auch noch im Dogger am Fusse der Wand über den Schutthalden sichtbar. Nahe links neben einer Gewölbeumbiegung bricht fast in der Mitte der Malmwand eine Quelle hervor. Nach oben verengert sich die Kalkmasse wie nach unten. Der SSE-Fall, der an der breitesten Stelle am S-Rande 85° beträgt, nimmt nach der Höhe auf 65, und schliesslich auf 60° ab. Der südliche, verkehrte Muldenschenkel biegt also oben immer stärker über, und der Kalkkern wird dadurch eingeengt und zum Teil überdeckt. An der rechtsseitigen Flanke richten sich seine Schichten von 50 bis 60° SSE-Fall nach der Höhe auf und stehen unterhalb des untersten Schneefleckes in unserem Bilde

und ebenso weiter gegen WSW nicht nur oft senkrecht, sondern stellenweise etwas rückwärts gekippt mit 80° NNE-Fall. Aber die Fernigermulde wird durch diese Änderungen im Einfallen doch nach oben und gegen WSW keineswegs, wie die meisten Beobachter angenommen hatten, abgeknöpft und eingeschlossen im Gneiss „wie der Mandelkern von seiner Schale". Vielmehr lässt sich oben in der Höhe das Kalkpaket, wenn auch auf etwa die Hälfte der Frontwandbreite, das ist auf zirka 100 m reduziert, offen zutage verfolgen zwischen Stellen mit Überschüttung durch Gehängeschutt und Moränen bis unter den Griesengletscher, wo Dogger und Malmkalk bei 2400 m das untere Ende des Stucklistockgrates bilden. Von dort scheint sich der Kalkzug unter dem Gletscher bis zum Gipfel des Griesenhörnli bei 2853 m zu ziehen. Die Karte von Königsberger entspricht von allen bisherigen Kartierungen am besten der Wirklichkeit, sie reicht aber nicht so weit nach Westen.

Überall, wo es uns gelungen ist, den Kontakt der Kalkmulde mit den kristallinen Schiefern zu finden und entblösst zu sehen, liegt zwischen beiden ½ bis 1 m Arkose von Verrucanofacies stark sericitisch. Diese Arkose ist einerseits mit dem Sericitgneiss, anderseits mit dem Rötidolomit, oder wo derselbe fehlt, mit dem Dogger stratigraphisch innig verknüpft. Nirgends findet sich über oder unter der Arkose eine Rutschfläche, eine Reibungsbreccie, eine abweichende Fältelung oder andere Spuren einer stärkeren Differentialbewegung. Es gilt dies sowohl für Orte mit Parallelstellung der kristallinen Schiefer zum Kalkgestein, als auch für solche in der Muldenbasis, wo eine Diskordanz unverkennbar ist. Es ergibt sich hieraus, dass der Kontakt zwischen den kristallinen Gesteinen und den mesozoischen Kalkformationen wahrscheinlich durchweg im ganzen Gebiete der Fernigermulde ein primärer ungestörter Ablagerungskontakt, nirgends ein Dislokationskontakt ist. Die Dislokation hat nicht die beiden Gesteinsgruppen ungleich, sondern gleichartig zusammenbewegt. Das kristalline Gebirge hat gleich viel tertiäre Aufrichtung erfahren wie der Jurakalk. Hier lässt sich die hie und da auftauchende Ansicht durchaus nicht vertreten, der Jura sei in eine sich darunter öffnende Spalte des schon aufgerichteten Gneisses muldenförmig hinabgerutscht.

Durchgehen wir die Kalkmasse von der SE (linken) nach der NW (rechten) Flanke, so treffen wir (Taf. IX) auf folgende Glieder:

a) an den Sericitgneiss mit Arkose schliesst sich, steil SSE unter den Gneiss einfallend, die verkehrte Schichtfolge an. Sie bildet den linken oberen Rand der Kalkmasse von oben nach unten, das ist in der Kalkmulde von links aussen nach innen: Hie und da Spuren von



Profilansicht der Kalkmulde von Fernigen (Uri).

Rötidolomit, dann Echinodermenkalk mit Basisschichten, Parkinsonischiefer, Eisenoolith, Schiltkalk, obere Schiltschichten und gewöhnlicher, plattig gequetschter Hochgebirgskalk. Die Schichten stehen unterhalb *A* der Figur fast senkrecht, fallen bei *A* und höher oben mit zirka 70°, dann mit 60° SSE und reichen so zusammenhängend hinauf bis über den Scheitel des Kalkkopfes in der Figur, wo wir die vollständige verkehrte Schichtfolge an vielen verschiedenen Stellen konstatiert haben.

b) Zirka 15 bis 20 m vom Gneiss gegen innen entfernt führt eine gangbare Felsrinne auf die bewachsene Höhe. Im oberen Teil derselben bei *b* in Taf. IX trafen wir statt nur Malm die folgende enggepresste verkehrt liegende Schichtreihe: Oben (links) unterer Malmkalk, darunter Rutschflächen wie die Schichtfugen laufend mit Kalzitbelägen. In der Furche ½ bis 1 m Parkinsonischiefer, rechts 10 bis 20 cm gequetschter Eisenoolith, 10 bis 20 cm fleckiger Schiltkalk, dann graue Schiltschichten. Nach etwa 20 m keilt das verkehrte Schichtpaket nach oben zwischen den beidseitigen Malmbänken aus. Muldenförmige Umbiegung ist links davon an einigen Stellen sichtbar. Das gequetschte verkehrte Doggerpaket muss wohl ein ausgewalzter, abgescheerter, als Schuppe verschleppter Antiklinalkern sein.

c) Die Schiltschichten rechts der Felsrinne *b*, etwa 20 m mächtig, sehr regelmässig geschichtet und parallel geschiefert, mit Linearstreckung steil nach oben und zerrissenen Belemniten, fallen in einheitlichen, schwach gegen SE ausgebogenen Platten von hoch über der Kalkwand zusammenhängend hinab bis zum Untertauchen unter den linksseitigen, aus der Felsrinne *b* sich entwickelnden, bewachsenen Schuttkegel.

d) Daran schliesst sich in der steilen Kalkwand eine scharfe Zwillingsmulde. Die Zwillinge sind durch ein ebenso scharfes, 15 bis 25 m hohes Gewölbe getrennt. Der Hauptmalmkalk bildet hier normal als jüngstes Glied den Kern der Zwillingsmulde. Jeder der Zwillinge ist etwa 10 m breit und 20 m tief. Die Mächtigkeit der Schenkel, am oberen Rande der Felswand gemessen, ist bei der ersten Mulde zirka $^1/_{12}$ von der Mächtigkeit an der scharfen Umbiegung in der Axialebene. Bei der zweiten sind die Schichten an den Umbiegungsstellen etwa vier- bis fünfmal so dick wie an den Schenkeln. Wenn man möglichst nahe herankletteret, so erkennt man in den Umbiegungsstellen die prachtvolle axiale Transversalschieferung, ausgehend in gestreckte Verzahnung der Schichtfugen in der Nähe der scharfen Umbiegungsstellen.

e) Wiederum folgt ein gleichmässiges, scheinbar ununterbrochenes Paket fast senkrechter, ebener, dünnplattiger Kalkschichten, ähnlich *c* dieser Aufzählung und nach der Zwillingsmulde *d* zu urteilen, wohl auch als aufsteigender Ast derselben zugehörend. Allein der Zusammenhang mit dem folgenden Glied bleibt unverständlich, wenn man nicht innerhalb *e* eine Verschiebung oder einen zerrissenen Mittelschenkel annimmt, damit der nun folgende Malmkalk mit Gewölbeumbiegung beginnen kann.

f) Rechts schliesst sich ein prachtvolles, kleines, spitzfaltiges Zwillingsgewölbe an, das ganz den Formen von *d* entspricht. Zwischen den zwei scharfen Gewölben liegt eine scharfe Mulde und eine ebensolche schliesst sich rechts zum aufsteigenden Schenkel an. Durch den Zusammenschluss nach rechts wird bald deutlich, dass unser Zwillingsgewölbe nur Fältelung innerhalb einer grossen Mulde ist.

Die Schichten der Glieder *c* bis und mit *f* stechen im tieferen Teil der Kalkwand, wo die Quetschung die Umbiegungen ganz verwischt hat und Schieferung und Schichtung gemeinsame Sache machen, steil mit zirka 85° NNE-Fall hinter den Schutthalden in die Tiefe. Das ist der südliche Hauptlappen der Fernigerkalkmulde, der unter den Talweg hinabgreift.

g) Das Mittelgewölbe entblösst am Fusse der Felswand bei *B* seinen Doggerkern. In halber Höhe der Wand entquillt ihm ein Bach. Er ist in Taf. IX durch einen kleinen Kreis bezeichnet. Die Schiltschichten schon bilden über dem Dogger eine etwas flache, breite, sekundärfaltige Umbiegung. Die Schichten sind im linksseitigen, schön entblössten und begehbaren Schenkel nur $^1/_5$ so mächtig wie im Gewölbescheitel. Höher oben stellt sich eine recht krause Fältelung der äusseren Gewölbeschichten (Malmkalk) ein. Zunächst mittelst Mulde, direkt anschliessend an *f*, erkennen wir ein zickzackförmiges Gedränge von wenigstens drei halbseitigen, rechts abgescheerten kleinen Gewölbchen. Dann folgen drei rauhzackige Aufwölbungen, die typischen Formen der Stauung in der Schichtrichtung, und in schönem 8-förmigem Schwunge der Abstieg der sich verdünnenden Schichten zur Mulde *h*.

h) Wie *g* das kräftigste Gewölbe innerhalb der Kalkmulde von Fernigen ist, so ist die rechts daranschliessende Mulde zugleich die nordwestliche Hauptmulde und Schlussmulde des Ganzen, und ihr nördlich aufsteigender Muldenschenkel entspricht in der Muldensymmetrie des Ganzen dem Schenkel *a* dieser Aufzählung. Die prachtvolle Mulde schmiegt sich mit ausgezeichnet regelmässig reduzierten Mittelschenkelschichten an das vorangegangene Gewölbe an. Ihre Kernbiegung im Hochgebirgskalk in der Höhe ist schmal, nach unten

wird sie stets voller und breiter; ein schmalerer südöstlicher Lappen greift tiefer. Überall durchsetzt auch hier ein mehr oder weniger deutliches Clivage die verdickten Umbiegungsregionen und gestaltet die Schichtfugen zackig und verzahnt. Im tieferen Südlappen dieser Mulde sind die Schichten an den Umbiegungsstellen vier- bis fünfmal dicker als an dem verkehrten, und etwa dreimal stärker als an dem normalen Schenkel. In der höheren Region des Muldenkernes ist das Deformationsverhältnis der Schichtmächtigkeit etwa 1 : 2.

Die Mulde *h* zeigt in den tieferen Teilen ihres normalen aufsteigenden Schenkels bei *D* und *E* die beste Entwicklung ihrer Schichtfolgen. Höher oben biegt ihr Rand steiler auf. Schon vom unteren Schneefleck *(s)* unserer Figur weg konnten wir aufwärts keinen Dogger mehr finden. Noch höher gegen WSW bei *F* der Taf. IX scheint der Malm direkt den kristallinen Schiefern anzuliegen (der unmittelbare Kontakt ist nicht aufgeschlossen). Der nördliche normale Schenkel der „Zwischenbildungen" versagt — offenbar tektonisch — während der verkehrte *(a)*, so weit wir nachgehen konnten, vollkommen erhalten ist. Man hätte eher das Umgekehrte erwarten dürfen.

Rätselhaft bleiben uns noch zwei Kalkfelsen, die in der Rinne senkrecht unter der Mulde *h*, unter *D* (Taf. IX) 10 bis 20 m unter dem Kontakt in unklarer, anscheinend horizontaler Schichtung am Gneiss rechts abstossen. Es sind nicht etwa ältere kontaktmetamorphe Einschlüsse. Wir blieben im Zweifel, ob es abgestürzte Blöcke seien.

3. Stratigraphie.

(Von Arnold Heim.)

Trotz der teilweise sehr intensiven Quetschungen lässt sich an verschiedenen Stellen die stratigraphische Schichtfolge in annähernd normaler Ausbildung studieren (Figur 1).

1. Basissandstein.

Am Kontakt der kristallinen Schiefer und des Mesozoikums trifft man sowohl auf der Südseite wie auf der Nordseite der Mulde ein geschiefertes Quarz-Sericitgestein von 0,3 bis 1 m Mächtigkeit, stellenweise mit bis 3 mm groben Quarzkörnern. Es ist vom kristallinen Gestein stellenweise unscharf, stellenweise aber auch scharf abgegrenzt und weiss bis grünlich oder violettgrau gefärbt. Offenbar handelt es sich um einen dynamo-metamorphen Basis-Arkosesandstein auf der Gneissoberfläche, von der Facies des Verrucano. Er ist wohl auch identisch mit der sogenannten Verrucanobank von Vättis. Diese dünne Bank fanden wir in allen Profilen, wo der Kontakt von Gneiss

und Mesozoikum aufgeschlossen ist. Seine Oberfläche verläuft konkordant mit dem Mesozoikum, während der Gneiss im Norden leicht diskordant daran abstösst. Die Schieferung und Sericitisierung ist die Folge der tertiären Druckmetamorphose. Das primäre Gestein ist zweifellos ein Sandstein. Unter *C* der Taf. IX fanden wir drei plattenförmige dünne Einlagerungen von Dolomit. Bei *D* kommen an der oberen Grenze auch zerdrückte Dolomiteinschlüsse vor, wodurch die Abgrenzung gegen den Rötidolomit auf einige Centimeter verwischt erscheint. Man möchte somit vermuten, dass der Basissandstein bereits zur Trias gehört oder in der Trias wieder umgearbeitet wurde.

Im Dünnschliff erkennt man eine schuppige Grundmasse von Sericit und sekundärem Quarz mit etwas Kalzit, die offenbar aus verwittertem Feldspat hervorgegangen ist. Darin liegen Quarzkörner mit stark angefressenen Rändern. Einzelne zeigen noch rundliche Form, andere löschen stark undulös aus oder sind in verzahnte Aggregate aufgelöst. Vereinzelt sind kleine Zirkonkörner eingestreut. Nach seinem metamorphen Habitus ist das Gestein wohl am besten als Sericit-Quarzit zu bezeichnen.

2. Rötidolomit (Muschelkalk).

Diesen haben wir nur an der Stelle hinter dem Felshöcker bei *D* gefunden. Es ist aber nicht ausgeschlossen, dass man auch noch am südlichen Kontakt oberhalb oder unterhalb *A* entsprechende Rudimente finden könnte. Unsere Beobachtung war durch Regen und Nässe stark gehindert.

An der Stelle *D* ist der typische Rötidolomit innen blaugrau, mit rostgelber staubiger Oberfläche, 40 cm mächtig. Er klebt an einem überhängenden Wändchen der Doggerbasis. Einzelne Linsen zeigen noch das primär erhaltene, dichte, massige, im Dünnschliff mikrokristallin-körnig aussehende Dolomitgestein (braust nicht mit verdünnter HCl). Andere Flasern sind zu einem Dolomitschiefer mit feinsten sekundären Sericithäutchen zerdrückt.

Die Rötidolomitgerölle der Doggerbasis beweisen, dass der Rötidolomit mächtiger abgelagert wurde, als er zu Beginn der alpinen Faltung war. Dazu kommt noch die mechanische Reduktion auf vielleicht die Hälfte. Um so auffallender ist es, dass er schon etwa 50 m weiter östlich zwischen *C* und *D* nicht mehr vorhanden ist. Das Fehlen einer Rutschfläche an dessen Stelle und die Verwachsung von Dogger und Basissandstein deutet darauf hin, dass er dort schon vortertiär fehlen musste.

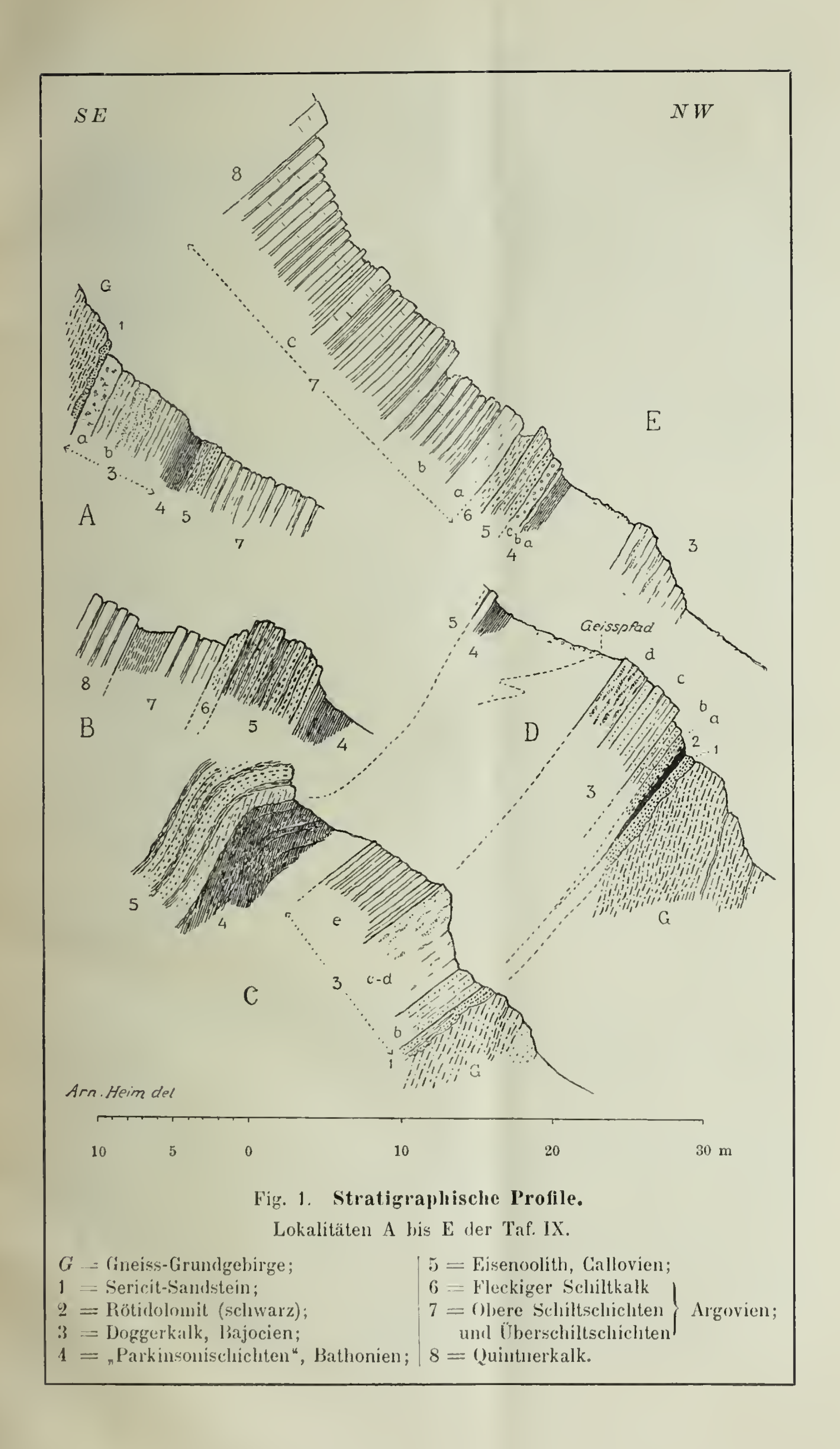


Fig. 1. **Stratigraphische Profile.**
Lokalitäten A bis E der Taf. IX.

G = Gneiss-Grundgebirge;
1 = Sericit-Sandstein;
2 = Rötidolomit (schwarz);
3 = Doggerkalk, Bajocien;
4 = „Parkinsonischichten“, Bathonien;
5 = Eisenoolith, Callovien;
6 = Fleckiger Schiltkalk } Argovien;
7 = Obere Schiltschichten und Überschiltschichten } Argovien;
8 = Quintnerkalk.

3. Doggerkalk (Bajocien).

Bei *D* finden wir über dem Rötidolomit folgende Schichten:

a) 0,5—0,6 m Basissandstein; stark sericitisierter Kalksandstein mit 1—3 mm groben Quarzkörnern und einzelnen Echinodermentrümmern, braust mit HCl, braun angewittert. An der Basis 10—20 cm voller Rötidolomitbrocken. Diese sind teilweise gerundet, bis über eigross und platt, teilweise eckig. Offenbar handelt es sich um ein alpin zerdrücktes Basiskonglomerat! Allmählicher Übergang:

b) 1 m rauher sandiger Echinodermenkalk, rostbraun angewittert, etwas gequetscht. Übergang in

c) 3 m feinkörniger Echinodermenkalk mit rauher Oberfläche, aussen braun, innen dunkelblaugrau. Übergang in

d) 2 m (?) Kieselbänke. Die verwitterte Bruchfläche ist flammig gestreift, schwarzgrau, grau und weiss. Das schwarzgraue Gestein besteht aus sehr feinkörnigem Kalk, die grauen Partien aus porös verwittertem Kieselkalk und die weissen aus verwittertem, ursprünglich schwarzem Silex. 10 m Unterbruch der Aufschlüsse.

Vollständiger ist das Profil weiter unten bei *C*, aber trotz der geringen Entfernung von nur etwa 200 m schon ziemlich faciesverschieden: Über dem Sericitsandstein 1 folgt direkt ohne Rutschfläche, eher stellenweise mit Verwachsung, folgende Schichtreihe:

b) 2 m sandiger, innen blaugrauer Kalk mit gelben Brocken und feinen Echinodermentrümmern. Übergang:

c—d) zirka 5 m. Inwendig blaugrauer, fast dichter, malmartiger Kalk mit feinsandigen Flasern. Übergang:

e) zirka 5 m dito, aber dünnschichtig-flaserig.

Wieder etwas verschieden ist die Doggerbasis im verkehrten Schenkel bei *A*:

a) 1,5 m. Innen und aussen blaugrauer Kalk mit gelben, braunen und weissen Flecken, dicht bis feinstkörnig. Kaum merklich zerdrückt, am Sandstein haftend und offenbar primär auf diesem abgelagert. Die braunen, bis einige Centimeter grossen Flecken und Flammen scheinen anorganische Ferrokalzit-Limoniteinschlüsse zu sein. Die körnigen, kieseligen Knöllchen von 1—2 cm sind wohl limonitisierte Spongien, die weissen Flecken vielleicht umkristallisierte Korallen. Das Gestein ist mit Schiltkalk zum Verwechseln ähnlich. Übergang:

b) 3,2 m blaugrauer, dichter, flaseriger Kalk, unten mit feinsandigen Flasern, oben mit einzelnen Echinodermentrümmerchen. Primär wohl ziemlich kompaktes Gestein. Übergang:

c) 2,2 m Schieferkalk, schwarzgrau, ebenflächig, wohl schon primär etwas schieferig, gehört vielleicht schon zum Bathonien.

4. „Parkinsonischichten“ (Bathonien).

Am mächtigsten sind diese Schichten bei *C*, 10—15 m; doch handelt es sich wohl dort um lokale Stauung mit intensiver diagonaler Schieferung (Taf. IX und Fig. 1, C). Es sind feinstkörnige, weiche, trocken graphitgraue, nass tuschschwarze, bituminöse Schiefermergel (brausen mit verdünnter HCl). Sie färben ab und schreiben auf Papier wie Graphit.

Bei *A*, *D* und *E* sind die schwarzen Schiefer härter, kalkreicher und enthalten viel kleine Pyritkriställchen.

Die Mächtigkeit ist bei *A* nur 1—2 m, anscheinend infolge tektonischer Reduktion. Trotzdem sind die offenbar primären Übergänge nach oben und unten erhalten geblieben. Bei *E* wurde folgendes notiert:

a) 1 m aufgeschlossen schwarze Schiefer. Übergang:

b) 0,4 m. Wellige Kalkbänke mit feinen Echinodermentrümmern und rauhen Schieferlagen. Übergang:

c) 0,7 m. Kompakte, braun angewitterte Kalkbank, inwendig sehr feinkörnig, blaugrau, mit vielen 0,5 bis 1 mm langen, längsgestreckten, weisslichen, kieseligen oder limonitisierten Ooidkörnchen, die auf der angewitterten Fläche vorragen. Diese Bank scheint in den gewöhnlichen Eisenoolith überzuführen und gehört möglicherweise schon zum Callovien. Wahrscheinlich entspricht die erste, tektonisch verzahnte Bank über 4 bei *C* wieder diesem Horizont.

Im Schutt fanden wir im schwarzen Mergel schlecht erhaltene Ammoniten. Aus dem Übergang in den Eisenoolith und aus Analogie mit den benachbarten Ausbildungen (Erstfeld-Titlis) geht mit ziemlicher Sicherheit hervor, dass die Schichten 4 dem Bathonien entsprechen.

5. Blegi-Eisenoolith (Callovien).

Dieser ausgezeichnete Leithorizont scheint primär durchweg vorhanden zu sein. Die wechselnden Mächtigkeiten haben offenbar tektonische Ursache. Wo der Kontakt mit dem Liegenden aufgeschlossen ist, scheint ein Übergang vorzuliegen.

Die mächtigste Ausbildung erreicht der Eisenoolith bei *C* und *B* mit 5—6 m. Er ist dort durch Schieferbänder in mehrere Bänke geteilt. Bei *B* notierten wir von unten:

zirka 0,5 m Oolithkalk mit Belemniten (Bathonien?). Übergang in:

„ 2,5 m schieferiger, grün und gelblich flammig-fleckiger, stellenweise auch roter, dichter Kalk mit 1 mm grossen, vorwiegend gequetschten Chamositooiden, oben mit massenhaften Belemniten.

zirka 0,2 m gewöhnlicher Eisenoolithkalk. Übergang:
„ 0,5—1 m gewöhnlicher Schieferkalk.
„ 2 m Eisenoolithkalk in Bänken von 20—30 cm, mit massenhaft Belemniten und grünlichen Schieferzwischenlagen, auch zu oberst schieferig.

An den übrigen Stellen *A, D, E* ist der Eisenoolith tektonisch auf 1—2 m reduziert und die Chamositooide platt gedrückt.

C. Schmidt erwähnt in Livret-Guide, l. c. p. 151 von der Stelle *A* eine „20—25 cm dicke Schicht eines grünen, Albit führenden Chloritschiefers, der in grosser Menge Belemnites calloviensis Opp. enthält". Er rechnet diesen Horizont zum Oxford, während wir ihn eher als obersten Teil des Callovien-Eisenoolithes betrachten. Gleiche Chloritschiefer findet man auch in typischem Eisenoolith eingelagert.

Stellenweise ist der Eisenoolith in Form eines gleichmässig grünlichen Chloritkalkes ausgebildet, der von blossem Auge dicht erscheint. (Vergl. Mikroskopisches darüber pag. 521).

6. Schiltkalk (Unteres Argovien).

Der typisch blau und gelbfleckige feste Schiltkalk ruht bei *B* und *E* mit messerscharfer Grenze auf der Eisenoolithstufe und ist nur 1 m mächtig. Seine primäre Mächtigkeit hat vermutlich kaum 2 m erreicht. Das Gestein besteht aus dichtem, blaugrauem Kalk mit gelbbraunen Aggregaten von Ankerit bis Limonit. Belemniten und Ammoniten sind schlecht erhalten.

7. Obere Schiltschichten (Argovien).

Bei *B* folgen über dem eigentlichen Schiltkalk in allen Übergängen:

a) zirka 4 m etwas fleckige Kalkbänke mit mergeligen Lagen, die stellenweise zu plastischem Ton verwittert sind.

b) 2,6 m gelblich angewitterte Mergelschiefer; echte Schiltschiefer.

c) zirka 12 m Mergelschiefer mit bräunlich angewitterten Kalkbänken, übergehend in Quintnerkalk.

Bei *E* folgt über dem fleckigen Schiltkalk das am besten erhaltene Profil des unteren Malm:

a) 1,8 m. Kompakte, bräunlich angewitterte Bank von blaugrauem, feinstkörnigem Kalk ohne besonders auffallende gelbe Flecken (Kalkfacies der oberen Schiltschichten).

b) 4—5 m dito, aber in Bänken von 3—8 dm mit Schiefermergellagen, zu oberst 20 cm schwärzlicher Mergelschiefer.

c) zirka 17 m Kalkbänke mit dünneren Mergellagen, noch etwas bräunlich angewittert (Überschiltschichten).

Aus Analogie mit dem Walenseegebiet gehört *c* noch zum Argovien. [1])

8. Quintnerkalk (Mittlerer Malm).

Die Schichtgruppe *c* geht unter Zurücktreten der Mergelzwischenlagen, Dickerwerden der Kalkbänke, weitere Abnahme des Eisengehaltes und dadurch hellgrau werdende Anwitterung in den für die helvetischen Alpen allgemein typischen Quintnerkalk über. Er ist auch hier ursprünglich dicht und dunkel blaugrau, kompakt, nur hat die starke Pressung mit innerer Verschiebung meistens ein schieferig-plattig brechendes, weniger dunkles und weniger dichtes Gestein erzeugt. Der obere Quintnerkalk mit Kieselknollen scheint nicht mehr vorhanden zu sein, das jüngste so tief eingefaltete Schichtglied also vermutlich dem Sequan anzugehören.

Allgemeine stratigraphische Erscheinungen.

Wir haben gesehen, dass das Mesozoikum durch die Basissandsteinbank mit dem Gneiss verwachsen ist, derart, dass zwischen den ältesten transgredierenden Sedimenten und dem Gneiss keine durch tektonische Ursachen entstandene Schichtlücke vorliegen kann. Daraus ergibt sich, dass die Auflagerung der Trias einer marinen Transmersion entspricht. Wir betrachten den Rötidolomit als chemischen Absatz der Seichtsee.

Der Rötidolomit ist aber hier wohl auch primär kaum allgemein abgelagert worden und ausserdem ein Denudationsrelikt. Sicher fehlen die obere Trias, der ganze Lias und der unterste Dogger (Aalénien). Auf der Trias oder direkt auf dem Basissandstein transgrediert der mittlere Dogger. Wir betrachten die 10—15 m mächtige Kalkabteilung Nr. 3 aus folgenden Gründen als Bajocien:

1. Übergang nach oben in die Schiefer und diese in den Eisenoolith. Die Schichtfolge des Doggers scheint bis zum Abschluss des Eisenoolithes lückenlos zu sein.

2. Die Schichtfolge — Echinodermenkalk unten, Kiesellagen im mittleren und dünnschichtiger bis flaseriger, fast dichter Kalk im oberen Teil — stimmt ganz überein mit der autochthonen Ausbildung von Erstfeld bis Titlis, und das gleiche gilt auch für die hangenden Schichten bis zum Eisenoolith.

---

[1]) Vergl. Arnold Heim, Monogr. der Churfirsten-Mattstock-Gruppe. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, III. Teil, 1916, pag. 502, 513.

Nun sehen wir, dass die transgredierenden Basisschichten des Bajocien sich rasch auf kurze Strecken verändern. Der grobe Basissandstein mit Rötigeröllen bei *D* ist 100 m weiter östlich nicht mehr vorhanden, und der Echinodermenkalk *b* bei *C* und *D* fehlt im Südschenkel bei *A*. Es scheint, dass die transgredierenden Kalke bei *A* etwas jünger sind als das Basiskonglomerat bei *D*, dass also die Transmersion von N nach S fortschritt und die Höhe des Rückens Windgälle-Fernigen[1]) auf der Südseite der Fernigermulde gedacht werden muss. Zudem haben wir die Trias im Süden nicht wieder gefunden.

Im allgemeinen bezeichnet man diese Abteilung des Bajocien als Echinodermenbreccie. Mit Ausnahme der Basisschichten verdient aber der Bajocienkalk des Autochthonen diese Bezeichnung nicht, denn es handelt sich vorwiegend um Kalke mit dichter Grundmasse, wohl in der Hauptsache von chemischem Absatz, in dem die Organismen nur untergeordnete Gemengteile bilden.

Die letzte Diskontinuität ist die Grenze des Callovien-Eisenoolithes zum Schiltkalk. Wie überall östlich der Reuss, mit Ausnahme einer Stelle an der Windgälle, fehlt auch hier das Oxford. Dabei handelt es sich wohl nicht um ein Übergreifen des Meeres über Festland. Es fehlt jede Spur einer grob-klastischen Basisbildung; weder der Eisenoolith noch der Schiltkalk mit ihren Cephalopoden deuten auf die Litoralzone.

Mit dem Schiltkalk beginnt die regelmässige, mächtige, vorwiegend kalkige und bathyale Ablagerung des Malm, wie sie nicht nur für das autochthone Gebiet der Zentralschweiz, sondern für die helvetische Facies überhaupt charakteristisch ist.

Die stratigraphische Untersuchung ergibt, dass die Schichtfolge der Kalkmulde von Fernigen am besten übereinstimmt mit dem Gebiet der Windgälle, wo W. Staub die gleichen Transgressionen nachgewiesen hat. Fernigen liegt im normalen SW-Streichen der Windgälle. Der Windgälle-Fernigen-Rücken und damit auch die Isopen folgen dem Alpenstreichen.

4. Dislokationsmetamorphose.

(Von Albert Heim.)

Das stratigraphische Profil ist von beiden Flanken der Kalkmasse gegen dieselbe hinein vollständig symmetrisch; die ältesten Schichten liegen nach aussen, das jüngste in der Mitte. Das Ganze ist also eine für alpine Verhältnisse fast ungewöhnlich regelmässige

[1]) Vergl. Arnold Heim, Transgressionen der Trias und des Jura. Verhandl. Schweiz. Naturf. Ges. 1916.

Mulde mit innerer Sekundärfaltung. Nur im oberen Teil des Nordschenkels setzt der Dogger aus. Die Mächtigkeit der Schichten ist, wie stets in so intensiv gefalteten Regionen, tektonisch stark beeinflusst — an allen Schichtschenkeln reduziert, gelegentlich bis zur Verquetschung und Zerreissung, in der Nähe der Umbiegungsstellen dagegen und besonders an scharfen Umbiegungen stark verdickt. Zudem ist die ganze gefaltete Masse von steiler Transversalschieferung in der ungefähren Lage der Axialebene der Falten, d. i. zirka 80° ESE fallend, durchsetzt. Die Schichtfugen an den Faltenschenkeln sind glatt ausgepresst und ausgewalzt, und an den Umbiegungen oft stark ineinander verzahnt.

Deformation des Doggers.

Die verschiedene Befähigung der Gesteine zur mechanischen Deformation macht sich vollauf geltend:

Die festen Bänke des Eisenoolithes lassen oft innerhalb der Schichtschenkel eine innere Schieferung nicht erkennen und sind an scharfen Umbiegungsstellen nur grobplattig transversal durchklüftet und die Schichtfugen grob verzahnt. Die zahlreichen Belemniten in den festen, zwischen schiefrigen Lagen liegenden Bänken sind nur schwach deformiert, die Oolithkörner manchmal noch kugelig geblieben oder schwach gestreckt, aber nicht bis zu dünnen, elliptischen Schuppen verquetscht. Die Magnetitkörnchen sind von Auge kaum sichtbar. Das Bild der Dislokationsmetamorphose des Eisenoolithes ist also etwas anders als z. B. bei der oberen Eisengrube der Windgällen, wo alle Oolithe in flache, elliptische Schuppen gequetscht sind und das Gestein von prachtvollen kleinen Magnetiten im Sonnenglanze flimmert. Und doch stehen wir in Fernigen in einer tieferen Zone der Stauung. Der Unterschied ist dennoch erklärlich. In Fernigen befinden wir uns in einem Muldenkern, in dessen randlichen Partien mehr stehende Pressung, weniger auswalzende Bewegung herrschte als im verkehrten Mittelschenkel der Windgällefalte. Noch wichtiger aber dürfte der Umstand sein, dass in Fernigen die festen Eisenoolithbänke vor Deformation durch unterliegende und zwischenliegende, unfeste Schiefer, die nicht ganz weggequetscht worden sind, geschützt waren, während an der Windgälle solche teils primär nicht vorhanden waren, teils lokal im verkehrten Mittelschenkel so vollständig weggequetscht worden sind, dass Festes direkt auf Festes zu liegen kam und unter Pressung bewegt wurde.

Die Parkinsonischiefer sind an Schichtschenkeln fein dünnschieferig, an Schichtumbiegungen oft so sehr transversalschiefrig,

dass die ursprüngliche Schichtung völlig verwischt ist (bei *C* in Taf. IX). Die Echinodermenbreccie ist durchweg wenig deformiert.

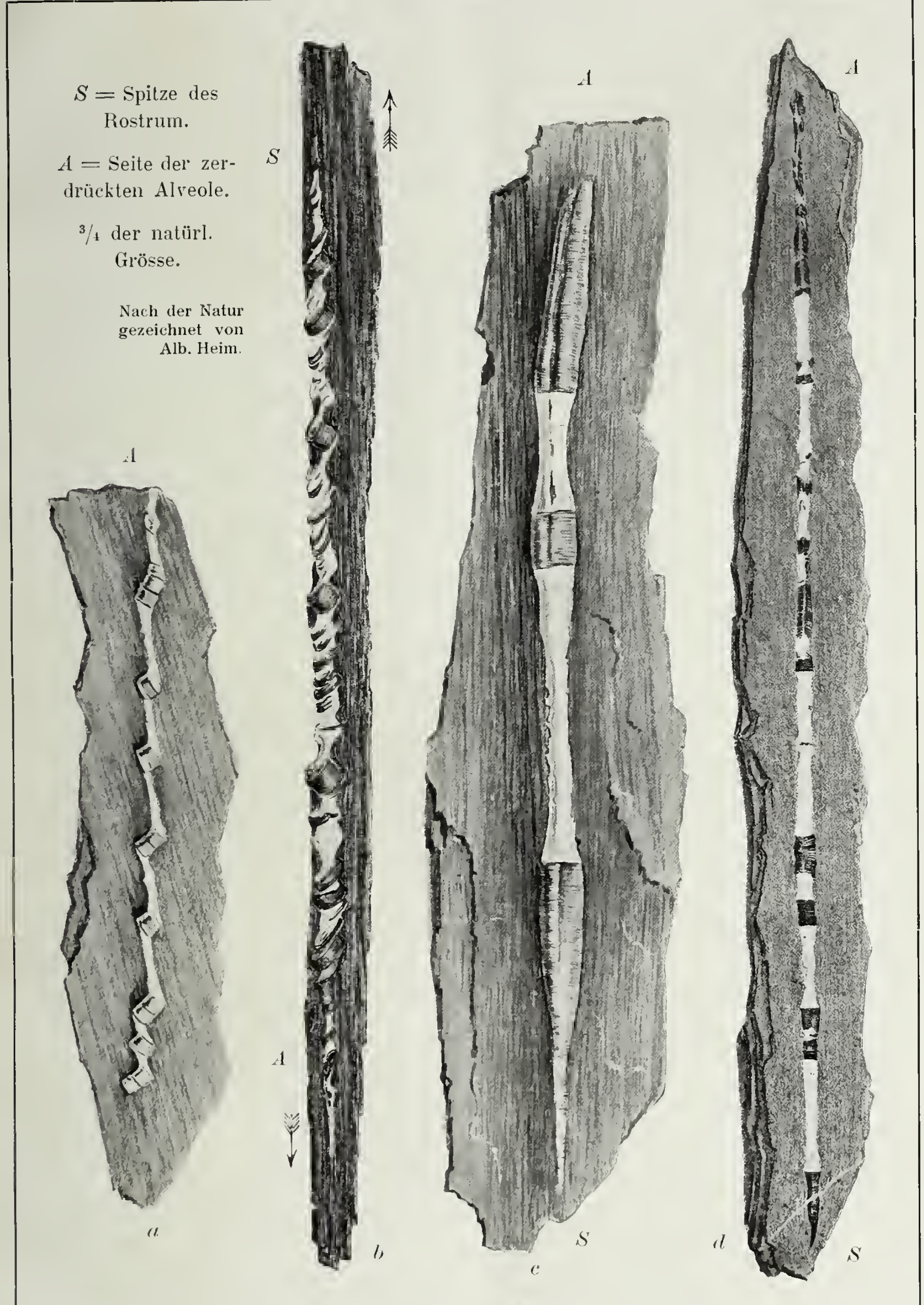
Deformation im Malm.

Dagegen hat die Dislokationsmetamorphose im Ferniger Kalkkeil die Malmschichten durchweg tief texturell umgestaltet. Das makroskopische Bild der mechanischen Gesteinsumformung wird im Schiltkalk, den Schiltschiefern und im Malmkalk prachtvoll sichtbar. An den Faltenschenkeln stellen sich eine Menge glatter, ebener Ablösungsflächen parallel zwischen die Schichtfugen. Alles wird dünnplattig. Auf den Plattenflächen erkennt man eine ausgezeichnete Linearstreckung, die im Anstehenden fast genau in der Fallinie läuft, also so steil als möglich den einzigen Ausweg der Substanz auf Quetschung, nach oben, abzeichnet. Der gelb-blaugraufleckige Schiltkalk gibt durch die Linearstreckung seiner Flecken ein wunderbares Bild der Lamination des Gesteines. Die ursprünglich mehr oder weniger rundlichen Flecken sind in allen Graden deformiert bis zu einer an Holzfaser erinnernden Textur, bei der die grauen und gelben Flecken in schmale lange Streifen oder Bänder ausgezogen sind. Der gestreckte Malmkalk ist hellgrau und etwas salinisch geworden. Schon früher habe ich gefunden, dass in diesem dichten Kalkstein auch alle Kalzitindividuen linear geworden sind.

Deformation der Fossilien (Taf. X).

Die Gesteinsdeformation ist ferner sehr schön dargetan durch die Deformation der Fossilien. Unbestimmbare Ammoniten, die in der einen Richtung flach gedrückt, in der andern in Ellipsen verzerrt sind, haben wir mehrere gesehen. Ein weit widerstandsfähigeres Fossil sind die Belemniten. Sie sind etwas fester aber auch spröder als das umschliessende Gestein, selbst wenn dies reiner, dichter Kalkstein ist. Einige Kalksteinproben mit gestreckten Belemniten von Fernigen enthielten 95—98 % $CaCO_3$. Taf. X bildet einige Beispiele ab.

Die Belemniten haben meistens den rundlichen Querschnitt annähernd behalten oder sind im Querbruch nur wenig elliptisch gedrückt. Wohl aber sind sie in viele Stücke zerrissen worden. Die zwischen den auseinandergezogenen Zylinderstücklein entstandenen Räume sind mit faserigem, weissem Kalzit gefüllt und schmäler als der Belemnit geworden. Eine nähere Erörterung über den Mechanismus dieser Deformation findet sich in Alb. Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung, Bd. II S. 10 und 11, ferner 32, 54—56, 58, 59 und 63, ferner Tafel XIV Fig. 3 und 4, Tafel XV Fig. 10.



Gestreckte Belemniten aus dem Malmkalk von Fernigen.

a = Belemnit in der Schicht-Schiefer-Fläche, schief zur Linearstreckung gelegen.
b = Belemnit auf dem Schieferungsquerbruch gesehen, mit Drehung der zylindrischen Bruchstücke.
c und *d* = Belemniten in der Richtung der Linearstreckung, gestreckt auf 2 und $2^1/_2$ fache Länge, *c* nur 2 mal, *d* über 10 mal zerrissen.



Diejenigen Belemniten des ungewöhnlich belemnitenreichen Gesteines der oberen Schiltschichten und des Quintnerkalks, welche fast quer zur Linearstreckung im Gestein lagen, sind wenig deformiert, meistens nur etwas verkrümmt. Bei schiefer Stellung zur Streckungsrichtung war es für den Belemniten leichter, in zahlreiche Stücke zu zerbrechen und diese in Treppenanordnung auseinander reissen, als sich unter Drehung ungebrochen strecken zu lassen (Taf. X a). Diejenigen, welche annähernd in der Streckungsrichtung des Gesteines liegen, herrschen stark vor über die quergestellten, offenbar weil sie durch die Streckung annähernd in die Streckungsrichtung gebracht worden sind.

Alle Belemniten, welche annähernd in der Linearstreckungsrichtung liegen, können in mehrere oder auch in viele, in zehn, sogar 20 Stücke auseinander gerissen sein, wobei die Lücken oft die mehrfache Länge der Belemnitenstücke annehmen. So kann der Belemnit auf die doppelte, dreifache und sogar bis über zehnfache Länge gestreckt sein. Einige Stücke mit hochgradigster Deformation fand ich im oberen mittleren Teil der Malmmasse bei etwa 1900 m Höhe. Dort trennte ich eine klingende, dünne Kalkschieferplatte von etwa $^1/_2$ m^2 Fläche vom anstehenden Fels ab, auf deren Schichtfläche ich gegen 100 sehr stark gestreckte, in ihrer Lage um höchstens 10° untereinander abweichende Belemniten fand. Einige derselben waren, anstatt in einzelne klar getrennte Stücke zu zerreissen, im ganzen Gefüge gleichförmig gestreckt und kalzitisch zementiert; an Stelle einzelner Querrisse scheinen deren hunderte getreten zu sein. Zugleich sind hier die sonst so festen Belemnitenstücke senkrecht zur Schieferungs- (= Schichtungsebene) zusammengedrückt, so dass sie nicht mehr zylindrische Gestalt haben, sondern Stücke von der Form von Nudeln oder Bandwurmgliedern geworden sind. Sehr auffallend ist, dass sie trotz dieser Zusammenquetschung in der Schichtfläche an Breite nicht zugenommen, zum Teil eher auch noch verloren haben. Diese Erscheinung ist der Ausdruck einer sehr reinen Linearstreckung. Sie zeigt, dass die zusammengepresste Schichtmasse im Streichen nicht ausweichen konnte, in der Mächtigkeit intensiv zusammengepresst worden ist und einzig linear in der Gefällsrichtung nach oben, wohin die Mulde sich öffnete, Abfluss und Ausweg fand.

Dieser ungewöhnlich scharf ausgesprochenen einseitigen Linearrichtung der Bewegung ist es ohne Zweifel zu verdanken, dass in Fernigen fast alle Belemniten gleich gerichtet und stark gestreckt sind. An anderen Lokalitäten, z. B. Eisengruben-Windgälle, wo ein Ausweichen der gepressten Schichtmassen in Länge und Breite möglich war, sind die gestreckten Belemniten nur vereinzelt zwischen

vielen unregelmässig, anders liegenden und anders oder auch gar nicht deformierten Stücken, und zeichnen dann durch ihre Lage nur die Richtung des stärksten Ausweichens an, in Fernigen diejenige der ausschliesslichen Bewegung. In Fernigen ist die Dimension im Gestein in der Streichrichtung der Schichten offenbar fast unverändert geblieben, in der Richtung senkrecht zur Schichtebene (Richtung der Mächtigkeit) auf $^1/_x$ (wobei $x = 1$ bis 5 oder mehr betragen kann) zusammengequetscht und annähernd in der Richtung des Schichtfallens auf das $x$fache verlängert worden. Nach der Deformation ist somit die Dimension in der Streckrichtung auf der Schichtfläche x^2 mal grösser, als senkrecht zur Schichtfläche geworden. Das Gestein kann nur mehr, nicht weniger deformiert sein, als die eingeschlossenen Petrefakten, nur hat sich im Gestein die Deformation überall verteilt vollzogen, im Belemniten hat sie sich auf einzelne meistens leicht zu zählende Zerreissungen lokalisiert. Die Füllung der Zerreissungslücken mit Kalzit denken wir uns gleichzeitig mit dem Auseinanderweichen der Belemniten-Bruchstücke vollzogen nach dem Prinzip, dass gepresste Lösung an Stellen relativ geringeren Druckes hin den Substanztransport besorgt.

Wenn nun fast die ganze Fernigermulde aus derartig deformierten Gesteinen gebildet ist, so muss die ganze Mulde in entsprechendem Masse zusammengepresst worden sein. Wenn sie heute noch zirka 200 m mächtig ist, so muss sie in ihrer ersten Anlage vor der totalen Einklemmung $x \cdot 200$, das ist vielleicht über 1000 m, breit gewesen sein.

Ummineralisation.

Neben der kräftigen Texturänderung der Gesteine, welche die Stauung in der Ferniger Mulde zustande gebracht hat, gehen auch in bescheidenerem Masse dislokationsmetamorphe Ummineralisierungen. Sie zeigen sich in der Ausbildung kleiner Magnetitkristalloblasten im Eisenoolith, in der Umwandlung der Eisenoolithschiefer in Chloritschiefer mit Albit. Dieser Chlorit ist wohl aus Chamosit hervorgegangen. Schichtflächen, Rutschflächen und besonders Ablösungen auf Clivageflächen sind in allen Schichtgruppen vom Rötidolomit bis in den Malm hinauf häufig von seidenglänzenden, dünnsten, bald glatten, hie und da auch fein gewellten Sericithäutchen überzogen. Der tonige Kalksandstein in der Doggerbasis ist in ein flaseriges, seidenglänzendes Sericitgestein umgewandelt, das man auf den ersten Blick für einen Sericitgneiss halten könnte. Albrecht Müller hat es für einen Übergang von Kalkstein in Gneiss genommen. In diesem Gestein sind die echinodermischen Kalktrümmerchen, die

Rötidolomitkörner wie die glasigen Quarzbrocken, alle augenartig in Sericit gehüllt. Der ursprünglich dichte, schwarze Quintnerkalk ist mit der Ausschieferung strichweise zugleich heller in der Farbe, hie und da etwas salinisch und, wie die mikroskopische Prüfung zeigt, im Korne gröber geworden unter gleichzeitig linearer Entwicklung des Kalzitkornes. Mit der Intensität der aus Belemniten zu bemessenden Streckung nimmt auch die Korngrösse zu. Auffallend war uns, dass die Sericithäute auf den Schieferungsflächen von sehr stark gestrecktem Malmkalk oft nicht ausgebildet sind, wo wir sie erwartet hätten. In noch festeren Gesteinen wie im Rötidolomit sind sie um so glänzender entwickelt.

Auch hier ist zum hundertsten Male zu betonen, dass diese Umwandlung mesozoischer Gesteine im Innern des Zentralmassives von jedem Anklang an Kontaktmetamorphose vollständig frei ist.

5. Mikroskopische Erscheinungen der Druckumformung.

(Von Arnold Heim.)

Für die mikroskopische Untersuchung stellte uns Frau Dr. S. Staub-Wagapoff in freundlicher Weise ihre Schliffsammlung dynamometamorpher Juragesteine zur Verfügung, und zwar einige Schliffe aus Eisenoolith und über 20 Schliffe aus gestrecktem Malmkalk von Fernigen. Auch verdanken wir Frau Dr. Staub wertvolle Mitteilungen über den Ankerit in diesen Gesteinen.

Eisenoolith.

Die primären und sekundären Eigenschaften des helvetischen Eisenoolithes, insbesondere die morphologischen Eigenarten der Ooide sind so mannigfaltig, dass sie einer monographischen Spezialuntersuchung wert wären. In manchen Schliffen hat fast jedes Korn wieder seine besonderen Eigentümlichkeiten. Hier sollen nur einige Erscheinungen genannt werden, die sich speziell auf Fernigen beziehen. Die primären Eigenschaften kennen wir so ziemlich aus dem Walenseegebiet[1]), wo eine nennenswerte Druckmetamorphose ausgeblieben ist.

Meist besteht das ursprüngliche Gestein des Eisenoolithes aus dichtem bis mikrokristallinem Kalk als Grundmasse, in dem spärlich feine Quarzkörnchen und Albitkriställchen eingestreut sind. Ankerit tritt in kleinen Kristallkörnern einzeln oder in Nestern gehäuft auf. Die Ooide bestehen vorwiegend aus konzentrisch schaligem Chamosit, der aber auch vertreten sein kann durch Kalk, Roteisen oder Kieselsubstanz.

[1]) Vergl. Arn. Heim, Monogr. d. Churfirsten etc. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, n. F., Lfg. XX, III. Teil, 1916, p. 530, 569.

Im nicht längsgestreckten, unter stehendem Druck umgeformten Eisenoolith der Stelle *B* von Fernigen (Taf. XI) finden wir etwa folgende Erscheinungen.

Grundmasse: vorwiegend kristallin-körniger Kalk, oft mit fein zerteiltem Chamosit, der an Glauconit erinnert.

Die Chamositooide sind von massenhaft, teilweise schön octaëdrischen Magnetitkörnchen kranzförmig umgeben und enthalten solche häufig auch in ihrem Innern eingeschlossen. Mit Albert Heim, 1879, ferner C. Schmidt[1]), dem wir eine vorzügliche mikroskopische Beschreibung der metamorphen Eisenoolithe verdanken, und Gaub[2]) betrachten wir die Magnetitkörner als sekundär. Sie sind unter stehendem oder bewegtem Druck hervorgegangen. Im Eisenoolith wenig gestörter Gebirgsgruppen (z. B. Walenseegegend) ist noch nirgends Magnetit gefunden worden, während umgekehrt solcher überall auftritt, wo auch alle übrigen tektonischen Erscheinungen starke mechanische Beanspruchung unter hohem Druck verraten (Bonaduz, Tödi, Windgälle, Fernigen etc.).

Unter den Ooiden von Fernigen finden wir kompakte Ooide und solche mit Kernen von Quarz, Echinodermenfragmenten oder Bruchstücken von anderen Ooiden als Kern. Viele Chamositooide enthalten zwei oder mehrere Kerne. In der Berindung wechseln oft Chamosit mit Kalk, Kalzit, chalcedonartiger oder opalartiger Kieselsubstanz oder Roteisen miteinander ab. Von vollkommen konzentrischer Ausbildung bis zu Körnern, die den Namen Ooid nicht mehr verdienen, kommen alle Übergänge vor. Einzelne Körner bestehen aus körnigem, glasklarem Kalzit mit optisch unorientiertem, kryptokristallinem Chamosit als Kitt, ähnlich den Glaucocalcitkörnern der cretazischen und eocänen Glauconitkalke.[3]) In einem Falle liegt ein halbrundes Korn vor, das aus einem 1,4 mm grossen Quarzkorn als Kern besteht, dessen unregelmässige Oberfläche von Kalzit mit Chamositbindemittel abgerundet wird. Ein anderes schönes Chamositooid enthält einen Pyritkristall als Einschluss, an dem die konzentrischen Schalen scharf abstossen. Auch kommen Körner ohne konzentrische Umrindung vor, die aussehen wie Bruchstücke von Chamositooiden.

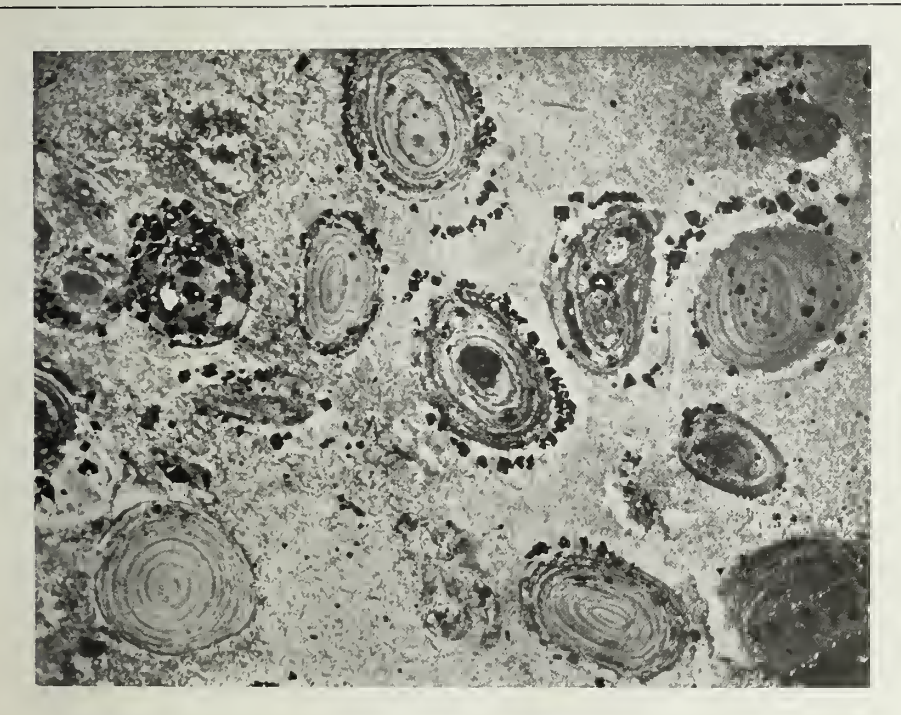
Im gestreckten Eisenoolith sehen die Eisenooide aus wie Querschnitte kleiner Nummuliten. Die Ooide sind je nach dem Grade der Deformation zu dreiaxigen Ellipsoiden oder plattgedrückten Spindeln von zwei- bis über fünffacher Länge ausgezogen. Die konzen-

---

[1]) C. Schmidt, Beiträge z. geol. Karte der Schweiz, Lfg. 25, 1891, p. 64—69.

[2]) A. F. Gaub, Die jurassischen Oolithe der Schwäbischen Alb, Geol. u. Pal. Abh., herausgeg. v. Koken, n. F., Bd. IX, Heft 4.

[3]) Monogr. d. Churfirsten, l. c. pag. 399, Fig. 110; pag. 568.



Dünnschliffbild des nicht gestreckten Eisenoolithes, von Stelle *B*.

(Metamorphose unter stehendem Druck.)

Chamositooide mit Magnetitkriställchen in dichtem bis kristallin-körnigem Kalk. 22fache Vergrösserung.

In der Mitte: Chamositooid mit Kernfleck aus Fe_2O_3 und Kranz von Magnetitkörnchen.

Links, etwas oben: dunkles Korn aus brauner, amorpher Masse, darin Kalzit- und reichlich Magnetitkörner.

Rechts, etwas oben: 2 Chamositooide mit Doppelkern.

Links unten: reines, kompaktes Chamositooid, aussen mit kalzitischen Schalenteilen.



trische Anordnung der Chamositschüppchen ist dabei meist noch deutlich erhalten geblieben. Bei beginnender Streckung entstehen zuerst wie bei den Ankeritkörnchen im Malm an den in der Streckungsrichtung liegenden Enden der Ooide Kappen aus mehr oder weniger faserig angeordnetem Kalzit. (Die gleiche Erscheinung findet man im grossen an den Pyritkugeln im Quintnerkalk von Quinten.[1])) Bei stärkerer Streckung werden diese Kappen dann zu fein ausgezogenen Spitzen. Bei manchen Ooiden mit einem Quarzkorn als Kern ist deutlich zu sehen, dass dieser härtere Kern völlig unzerdrückt, selbst oft ohne undulös auslöschend zu werden, erhalten geblieben ist, während der Chamosit wie die Kalkgrundmasse gestreckt sind.

Grüner Chloritkalk. Das makroskopisch gleichmässig grün und dicht aussehende, schieferige Gestein vom mittleren Teil der Callovien-Eisenoolithstufe (Stelle *A*) hat im Dünnschliff folgendes Aussehen:

Kalk, 80—90 %, mikrokristallin, aus längsgestreckten Kalzitkörnern von durchschnittlich 0,05 mm Länge auf 0,01 mm Dicke bestehend. Gleiche Struktur wie bei gestrecktem Malmkalk von Fernigen. Dazwischen

Chlorit, 10—20 %, in feinen, blaugrünen, stark pleochroitischen Schüppchen von tintenblauer Polarisationsfarbe, in der Streckungsrichtung geordnet.

Quarz, 1—5 %, in vorwiegend eckigen Sandkörnchen, meist um 0,05 mm und darunter.

Ankerit, in einzeln zerstreuten, rundlichen Körnchen oder unvollkommenen Rhomboëderchen von 0,05 mm und darunter, lichtviolett bis rötlichbraun, oft mit Limonitrand.

Pyrit, in einzelnen schönen Kriställchen.

Echinodermentrümmer, bräunlich, klein, vereinzelt.

Darin sind einzelne Ooide von wechselnder Beschaffenheit eingelagert, die im Vergleich zur Dicke bis auf die achtfache Länge gestreckt sind. Die einen sind massiv und bestehen aus mehr oder weniger parallel gestellten Chloritschüppchen mit sekundärem Quarz, andere scheinen vorwiegend aus hemikristalliner Kieselsubstanz zu bestehen. Ein Ooid besitzt als Kern ein unzerdrücktes Quarzsandkorn von 0,4 mm, darum eine Schale von Kalzit, und durch Druck langgestreckte Spitzbogenkappen von Chloritschüppchen mit Kalzit.

Das primäre Gestein vor der alpinen Metamorphose war wohl ein kryptokristalliner, feinsandiger Kalk mit pigmentärem Chamosit. Die grünen Schüppchen haben vermutlich die chemische Zusammensetzung des Chamosites nicht wesentlich verändert, lassen sich aber optisch kaum mehr von Chlorit unterscheiden.

[1]) Alb. Heim, geol. Nachlese Nr. 19, S. 56.

Unterer Malmkalk (inkl. Schiltschichten).

Primäre Eigenschaften. Aus den wenig mechanisch beanspruchten Gesteinspartien, wie auch durch Vergleich mit nicht metamorphem, unterem helvetischem Malm anderer Gegenden kann die ursprüngliche Struktur des Gesteins vor der alpinen Faltung abgeleitet werden. Der blaugraue Kalk ist ursprünglich vorwiegend dicht, dunkelgrau. Die gelben oder braunen Flecken bestehen aus Ferrokalzit, insbesondere Ankerit, in der Form grösserer oder kleinerer, mosaikartiger Aggregate von mehr oder weniger gut ausgebildeten Ankerit-Rhomboëderchen mit limonitischer Zwischenmasse. Die Ankeritkörnchen treten aber auch als einheitliche oder aus mehreren Individuen zusammengesetzte Kristallkörnchen einzeln in der kalkigen Grundmasse eingebettet auf. Diese unterscheiden sich ohne Schwierigkeit von Kalzit durch folgende Merkmale:

1. durch die braune, oft violettbraune, meist madderbraune Farbe;

2. durch das höhere Relief, das meist noch durch dunkle Umrandung verstärkt wird. Der dunkle Rand kann blosse Trübung sein oder durch Limonitisierung entstehen;

3. durch das stete Fehlen von Zwillingslamellierung.

Häufig enthalten die Ankeritkörnchen einen dunkeln, eisenschüssigen Kernfleck in Form eines winzigen Rhomboëders.

Neben diesen Kristallkörnchen sind im dichten Kalk oft auch trübe Körnchen von dichtem, bräunlichem Karbonat eingestreut. Sie sind kugelig, oft deutlich umgrenzt, oft verschwommen, meist 0,1—0,05 mm oder darunter. Manche Schliffstellen sehen bei starker Vergrösserung pockenartig von solchen Körnchen getüpfelt aus. Die Übergänge von solchen bis zu kristallisierten Ankeritkörnchen deuten darauf hin, dass wir es offenbar mit einer dichten Ankeritmodifikation zu tun haben. Die Körnchen können wir als Mikrokonkretionen im Kalk auffassen (Taf. XII und Fig. 2). Ähnliche Erscheinungen kommen aber auch beim gewöhnlichen Kalk vor.

Mikro-Organismen sind im unteren Malmkalk sehr spärlich. Hie und da trifft man einen radialstrahligen Foraminiferenquerschnitt, der einer Calpionella angehören könnte. Radiolarien sind meist unkenntlich verwischt. Schwammnadeln sind vereinzelt, den untersten, eigentlichen Schiltkalk ausgenommen, und Fragmente von Echinodermen und Mollusken lithogenetisch ohne Bedeutung.

Ausser Karbonaten enthält der Malmkalk primär Pyrit, feine, meist eckige Quarzkörnchen und den bekannten Silex. Die eigentlichen Silexknollen scheinen aber im unteren Teil des Malm noch

ganz zu fehlen, dagegen primäre, feine Schlieren von Kieselsubstanz im Kalk vorzukommen, insbesondere vom Aussehen des Chalcedon.

Streckungsverhältnis. Die Belemniten beweisen, dass der untere Malmkalk von Fernigen stellenweise auf mehr als die fünffache Länge gestreckt ist. Auf den Dünnschliffen quer zur Hauptstreckungsrichtung sieht das schwach gestreckte Gestein körnig aus, fast wie ein nicht gestrecktes Gestein. Bei einigen Schliffen kann man aber deutlich lineare Textur erkennen, wenn auch lange nicht in dem hohen Grade wie im Schliff in der Querprofilrichtung. Die Lage der gestreckten Belemniten wie die Rutschstreifen lassen erkennen, dass die Hauptstreckungsrichtung mit der Fallrichtung der Schichten oder des Clivage übereinstimmt. Das Ausweichen hat nach oben stattgefunden. Die oben genannten Boobachtungen über das relative Mass der Lineartextur lassen sich durch folgende Überlegung verstehen. Ein Würfel des noch ungestreckt gedachten Gesteins von der Dimension 1, so gestellt, dass die eine Fläche mit der Schicht, die andere mit der Querprofilfläche zusammenfällt, wird bei Streckung auf die $x$fache Länge die folgenden Dimensionen erhalten:

$$\text{Breite} = 1,\ \text{Dicke} = \frac{1}{x},\ \text{Länge} = x.$$

Die relative Streckung entspricht somit den folgenden Verhältnissen:

auf dem Querprofilschnitt Quetschung: Streckung $= \frac{1}{x} : x = 1 : x^2$,

auf der Schichtfläche $1 : x$,

auf dem Schnitt senkrecht zur Streckungsrichtung $\frac{1}{x} : 1 = 1 : x$.

Die relative Streckung muss also im Profilschnitt den $x$fachen Betrag derjenigen auf den beiden Schnitten senkrecht dazu erreichen, wie es die Dünnschliffe auch zeigen. Die Deformation ist auf dem Querprofil proportional dem Quadrate der linearen Streckung, und der Unterschied in der sichtbaren Deformation auf Querbruch und Profilschnitt nimmt proportional dem Betrage der Streckung zu.

In dem im vorhergehenden Abschnitt erwähnten Beispiel von sehr stark gestrecktem Quintnerkalk sind die vielen Belemnitenquerschnitte auf etwa $^1/_4$ ihrer Dicke gequetscht. Die absolute Streckung wäre also bei gleicher Kohäsion vierfach und das Streckungsverhältnis auf dem Querprofilbruch $1 : 16$. Nun sind aber die Belemniten ihrer Gliederung wegen viel leichter streckbar als quetschbar, und der Quintnerkalk muss mindestens ebenso stark gestreckt sein wie die Belemniten. Die relative Streckung auf dem Querprofilbruch muss also mindestens 20fach sein. Vielleicht beträgt sie stellenweise sogar 30—50.

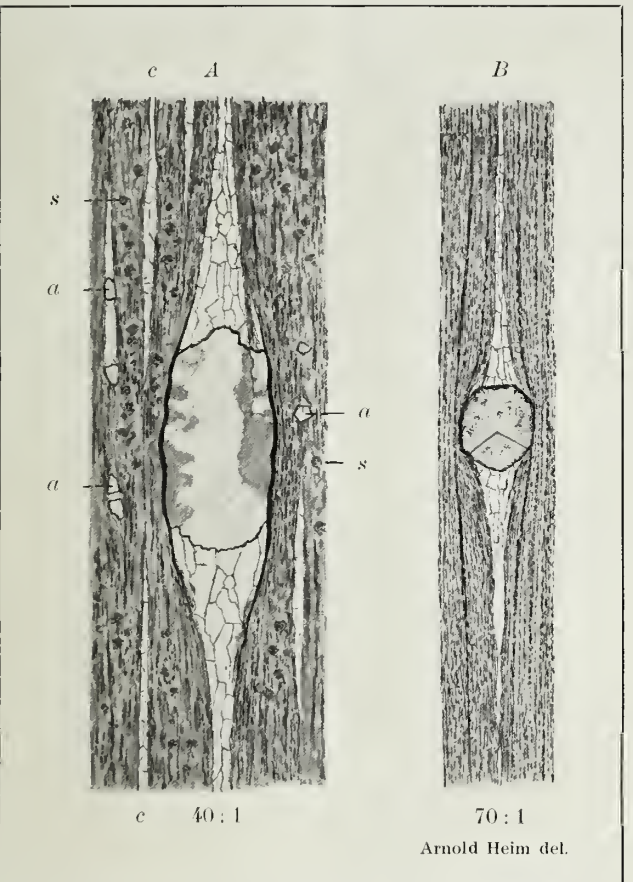
Bei der Streckung ist die ursprünglich dichte Kalkgrundmasse je nach dem lokalen Grad der Umformung in einen mikrokristallin-faserigen Kalk von wechselnder Korngrösse umgewandelt. In einzelnen Partien des Gesteins ist der dichte Kalk noch fast erhalten geblieben, in andern ist er völlig umkristallisiert und zu faserigem Kalzitgewebe geworden. Bei 200facher Vergrösserung erkennt man meist deutlich, dass auch die feinsten Körnchen aus länglichen, xenomorphen Kalzitkriställchen bestehen. Inwiefern diese unter dem Druck länglich gewachsen sind, oder ob sie zum Teil auf rein mechanischem Wege durch Streckung von mehr isomorphen Körnchen oder durch Zusammenwachsen hintereinander liegender Körnchen hervorgegangen sind, lässt sich kaum entscheiden.

Die einzelnen feinsten Individuen des normal gestreckten Malmkalkes scheinen meist etwa 2—3mal länger als dick zu sein. Dabei hat eine durchgreifende optische Orientierung nicht stattgefunden. Bei gekreuzten Nicols bleibt die Helligkeit der Kalkmasse in allen Stellungen ungefähr gleich. Eine gute Abbildung in 250facher Vergrösserung von auf 3—4fache Länge gestrecktem Malmkalk von Fernigen ist in Alb. Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung, 1879, Tafel XV, Figur 10 enthalten.

Zum Unterschied von stark gestrecktem Seewerkalk, bei dem infolge der primären Tonhäute die einzelnen Flasern des Gesteins mechanisch ganz verschieden beansprucht wurden, zeigt sich in dem primär weniger ungleichen Malmkalk auch eine gleichmässigere Struktur und Textur des metamorphen Gesteins. Die vielen vorliegenden Schliffe sind bei gleicher Orientierung zur Streckungsrichtung alle von gleichartiger Beschaffenheit. Im einzelnen kann man aber unter dem Mikroskop doch wieder erkennen, dass einzelne Stellen der Streckung und Umkristallisierung stärker unterworfen waren, andere unmittelbar daneben liegende mehr massig kristallin geworden sind oder gar die ursprüngliche Struktur noch erhalten haben. Auch kann man oft sehen, dass solche verschieden umgewandelte Stellen mit dunkeln, sekundären Tonhäutchen aneinander stossen, die zu Gleitflächen ausgebildet wurden, ähnlich wie dies besonders schön bei metamorphem Seewerkalk konstatiert werden konnte.[1]) (Fig. 2.)

Die eingelagerten Körner sind je nach ihrer Festigkeit ebenso längs gestreckt oder von der Streckung ganz unbeeinflusst geblieben. Die Ankeritkörnchen, die härter und fester sind als dichter Kalk und Kalzit, haben in der Regel keine Umformung erlitten und sind

[1]) Vergl. Arn. Heim, Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, n. F., Lfg. 16, Abschnitt Dynamometamorphose p. 466, Tafel XLI.



Streckungserscheinungen im unteren Malmkalk (obere Schiltschichten) im Dünnschliff,
Südseite der Mulde von Fernigen.

A. Echinodermenfragment (mit einheitlicher Auslöschung) in der Mitte, von schwarzen, sekundären Rutsch-Tonhäuten begrenzt, mit dornförmigen Kalzitspitzen.

a = Ankerit-Kristallkörnchen.
s = dichte Ankerit-Körnchen.
c = Kalzitschnüre.

B. Ankeritkorn (2 oder 3 teilig), mit Kalzitspitzen, im gestreckten Kalk mit sekundären Tonhäutchen.



vom gestreckten Gestein umflossen (Taf. XII). Hie und da zeigt sich leichte undulöse Auslöschung; die meisten Ankeritkörner sind aber auch optisch kaum beeinflusst worden. Auch die dichten Ankeritkörnchen sind meist als Kügelchen erhalten geblieben, während die Kalkgrundmasse, in der sie eingebettet liegen, deutliche Anzeichen von Streckung erkennen lässt.

Die gleiche Erscheinung gilt auch für Pyritkörner, insofern diese nicht neu gebildet wurden. Kalzitische Einstreulinge, wie Echinodermenfragmente, die ebenso etwas fester sind als die Grundmasse, können schwach mitgestreckt sein (Taf. XII, *A*).

Wenn ein festeres Korn in der gestreckten Grundmasse eingebettet liegt, so findet man fast immer, dass sich an beiden Enden in der Streckrichtung dornförmige oder lanzenförmige Fortsätze aus farblosem Kalzit, oft auch mit Quarz dabei, gebildet haben. Diese können die fünf- bis über zehnfache Länge des Kornes erreichen, dem sie ansitzen. Im Falle von Taf. XII *A* ist der obere Spindelfortsatz achtmal so lang wie das Echinodermenbruchstück. Am Rande des Kornes ist eine dunkle sekundäre Tonhaut entstanden, die sich über das Korn hinaus als Gleitfläche fortsetzt.

Die kalzitischen Spitzen bestehen aus farblosen, länglichen Kalzitkörnchen, die ebensowenig wie in der Grundmasse streng optisch orientiert sind. (Erst bei noch stärkerer Bewegung entsteht der optisch orientierte Faserkalzit.) Stellenweise ist das Gestein in seiner Streckungsrichtung förmlich von feinen Kalzitschnüren durchzogen, die vermutlich wie die oben genannten Spitzenenden auf einzelne, der Bewegung im Wege stehende härtere Körnchen zurückzuführen sind.

Ein interessanter Fall mechanischer Deformation ist in Figur 2 schematisch dargestellt. Das ursprünglich kugelige, konkretionäre Aggregat von Ankeritkriställchen in limonitischer Masse ist auf der linken Seite abgeschert und in der Längsrichtung ausgewichen. Der rechte obere Teil blieb unzerdrückt, der untere Teil aber ist gestreckt, und zwar so, dass die Ankeritkriställchen reihenförmig auseinander gezogen wurden. Zwischen den Reihen hat sich sekundärer Kalzit gebildet. Eine ähnliche Erscheinung zeigt auch die Kalkfaser links in der Figur.

Die Kieselsubstanz, die vermutlich primär in feinen Schlieren ausgeschieden wurde, ist zu feinen, sandartigen, mit sekundärem Kalzit verkitteten Schnüren oder Fasern umgewandelt. Die so entstandenen Quarzkörnchen sind kaum mehr von Sandkörnchen zu unterscheiden.

Auch hier wieder zeigt sich im Mikroskop die gleiche Erscheinung wie innerhalb grösserer Felsmassen: die Ungleichheit der Deformation je nach den primären Unterschieden der Festigkeit. Die relativ leicht deformierbaren Lagen übernehmen grösstenteils die Umformung der gesamten Gesteinsmasse und verschonen die widerstandsfähigeren Einlagen. Anderseits wird unter dem Einfluss der Druckbewegung die Beweglichkeit des Gesteins selbst vermehrt, indem der bei der Umkristallisierung des Kalkes frei werdende, geringe Tongehalt zu Gleitschichtchen ausgeschieden wird. So wird eine einmal in Streckung begriffene Gesteinsfaser für weitere mechanische Beanspruchung um so geeigneter gemacht. So ist es erklärlich, dass innerhalb der gleichen Bank der eine Belemnit schwach, der andere stark gestreckt ist, und dass im gleichen Dünnschliff Gesteinspartien ohne nennenswerte Streckung unmittelbar an andere angrenzen, die stark gestreckt und krystallin umgewandelt sind.

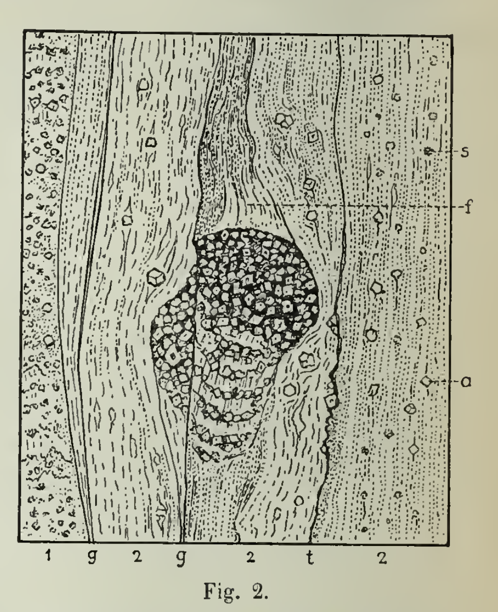


Fig. 2.

Halbzerdrücktes Ankerit-Aggregat im gestreckten Kalk der oberen Schiltschichten, bei A. Dünnschliff, 18 : 1.

1 = körnig-kristalliner Kalzit, schwach gestreckt, mit Ankeritkörnchen
2 = fluidal gestreckter mikrokristallin faseriger Kalk mit Ankerit-Kristallkörnchen
a = Ankerit-Kristallkörnchen
s = dichte Ankerit-Körnchen
f = Faserkalzit
g = Gleitflächen
t = sekundäre dunkle Tonhaut.

6. Ausdehnung.

(Von Albert Heim.)

Es wird berichtet, dass der alte Fr. Jos. Hugi auf seinen Gletscherwanderungen schon vor mehr als 80 Jahren zwischen dem Steingletscher und dem Triftgletscher Kalkstein gefunden habe. Wo, ist unbekannt. Östlich von Sustenhorn setzt im Hintergrund des Kalktales am Blauberg und Griesenhörnli der Kalk etwa 1000 m unter den umgebenden kristallinen Gipfeln kräftig ein (Figur 3). Nach Baltzer bildet er dort eine nach unten zweispitzige, dem Gneiss diskordant aufsitzende Mulde („Beiträge“, 20 Lfg., S. 156). Vom Griesenhörnli geht er nach unserer Beobachtung ohne Unterbruch als ein Kalkschichtenpaket von an manchen Stellen zirka 100 m Mächtigkeit bis in den Kalkberg von Fernigen, wo er unter

1450 m hinabgreift. Auf der linken Talseite des Meientales kommen Kalkausbisse bei zirka 1750 m im Walde vor. Bei genauerem Nachsuchen werden sie wohl fortlaufend zu verfolgen sein. Der Kalk streicht dann durch die Lauchernalp über den Rotberglisattel bei 2400 m; er durchquert das Gornerental, das Siglisfadgrätli und erscheint gut aufgeschlossen als Malm und Zwischenbildungen bei Seewlisegg und noch weiter unten im Inschialptal, wo ihn Arnold

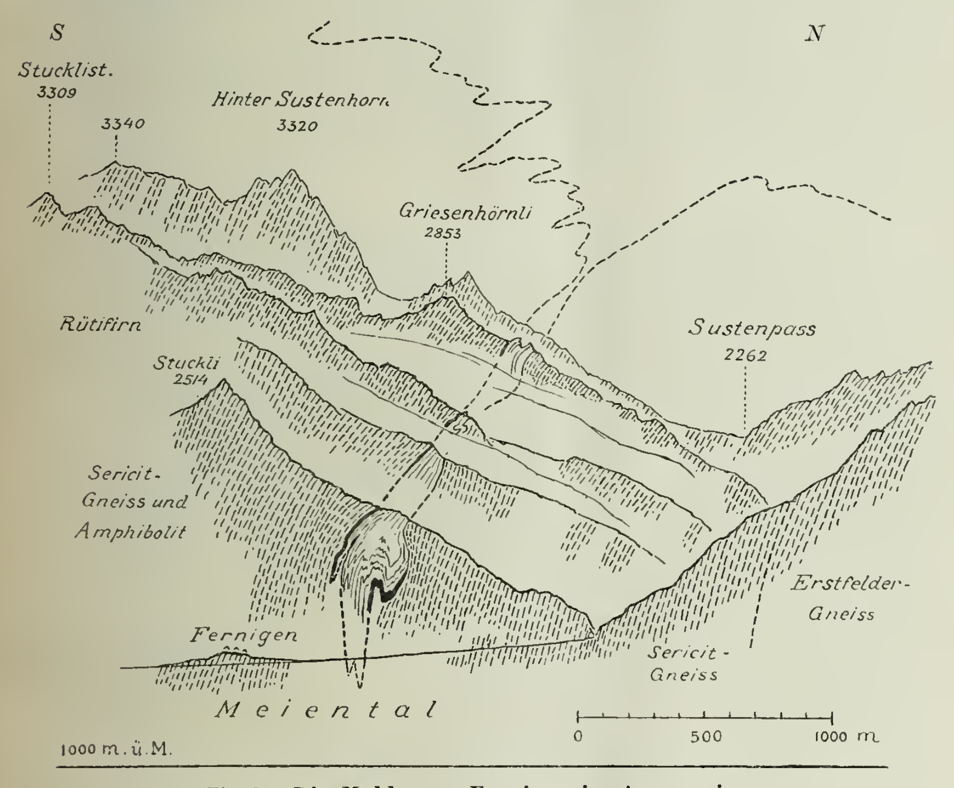


Fig. 3. **Die Mulde von Fernigen im Aarmassiv.**

Escher schon gefunden hatte. Die streichende Erstreckung misst, soweit sie sicher bekannt ist, wenigstens 15 km. Vielleicht geht sie noch weiter.

Eine solche Einfaltung von Juragesteinen ins Zentralmassiv ist ein tiefer Charakterzug im Bau des Zentralmassives, der im Streichen auch nicht plötzlich endigen kann. Wir glauben, Arbenz habe mit seiner Vermutung recht, dass der Kalkzug von Fernigen gegen Osten in die Muldenspitze der Windgällenfalte gegen Westen in den oberen Jungfraukeil übergehe. Er trennt aber nicht ein eigenes „Erstfeldermassiv“ von einem Aarmassiv S. st. ab, sondern er sticht mit seinem

tieferen, steileren Teil hinab in die zwischen Erstfeldergneiss und Aargranitzone eingestellte Sericitgneisszone mit Amphiboliten, welcher unter andern auch die Carbonzone des Bristenstocks angehört, und welche beiderseits des Fernigerkeiles ansteht. Inwiefern kristalline Schiefergesteine im Anschluss an die Fernigermulde zum Carbon zu stellen sind, können wir heute noch nicht entscheiden. Manche gequetschte Porphyre der Carbonzonen des Aarmassivs erinnern sehr an die Begleitgesteine von Fernigen. In Blatt XIII der geologischen Karte 1 : 100 000 ist die Grenze zwischen Erstfeldergneiss und Sericit-Amphibolitzone auf die Linie des Ferniger Kalkzuges gesetzt. Allein auch die Gesteine nördlich des Kalkzuges gehören noch zur Sericitzone, und jene Grenze sollte in der Karte etwa 1 km nördlicher geführt sein.

Nach dem Prinzip: der Vorgang des Einschliessens ist jünger als die Entstehung des Eingeschlossenen, beweist der Kalkkeil von Fernigen, dass hier die gewaltige Tektonik des Zentralmassives, im besonderen die Steilstellung seiner Gesteine an den Flanken der Kalkmulde, vorwiegend der alpinen, d. h. jungtertiären Dislokation angehört. Nur die alpine Dislokation konnte die ganze Schichtserie von den Sericitgneissen bis und mit dem Malm samt allen darin enthaltenen Paralleltransgressionen unter sich ungestört einheitlich und steil aufrichten und mehrere Kilometer tief in das Aarmassiv einfalten. Einzig die leichte Diskordanz zwischen den kristallinen Schiefern an den tieferen Teilen und unter dem Trog der Kalkmulde ist wahrscheinlich schon herzynisch vorbereitet und alpin durch Zusammenpressung im Diskordanzwinkel vielleicht vermindert, also der Konkordanz genähert worden. Der Kalkkeil von Fernigen ist im ganzen ein Vorkommnis entgegengesetzter Art wie der Kontakt am Scheidnössli. An letzterem Ort ist ein Stück alter Intrusion, alter Tektonik, Erosion und Transmersion erhalten geblieben, zufällig lokal ausgeschaltet aus der alpin-tertiären Dislokationsumformung. Hier in Fernigen dagegen ist die heute sichtbare Tektonik fast ganz das Werk der neogenen Alpenstauung.

Nachschrift: Herr Dr. Morgenthaler hat es übernommen, den Kalkkeil von Fernigen nach Westen und Osten genauer zu verfolgen und hat am Griesenhörnli bereits eine grössere Breite desselben gefunden, als unsere Fig. 3 sie annimmt. Auch am Griesenhörnli wird die zweiteilige Malmmulde von Dogger und z. T. von Röthidolomit eingefasst.







